

ПРАВИТЕЛЬСТВО РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ  
ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ ОБРАЗОВАТЕЛЬНОЕ  
УЧРЕЖДЕНИЕ ВЫСШЕГО ОБРАЗОВАНИЯ  
«САНКТ-ПЕТЕРБУРГСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ»  
(СПбГУ)  
Институт наук о Земле

**Соколов Михаил Максимович**

**Закономерности естественного электрического поля при  
откачках из скважин**

Магистерская диссертация  
по направлению 05.04.01 Геология

«К ЗАЩИТЕ»

Научный руководитель:  
д. г.- м. н., профессор Титов К.В.

«\_\_»\_\_\_\_\_2016

Заведующий кафедрой:  
д. г.- м. н., профессор Титов К.В.

«\_\_»\_\_\_\_\_2016

Санкт-Петербург

2016

## Оглавление

Введение.....	3
Глава 1. Теоретические основы метода естественного поля .....	5
1.1. Двойной электрический слой.....	5
1.2. Ток и потенциал течения .....	7
1.3. Вычисление поля фильтрационной природы .....	8
Глава 2. Изученность вопроса.....	11
Глава 3. Материалы и методы.....	15
3.1. Лабораторный эксперимент .....	15
3.2. Математическое моделирование .....	19
3.3. Параметры модели .....	21
4. Результаты .....	24
4.1. Результаты лабораторных экспериментов.....	24
4.2. Результаты математического моделирования .....	27
Заключение .....	32
Список литературы .....	33

## ВВЕДЕНИЕ

Изучение поведения подземных вод с помощью неразрушающих геофизических методов – одно из наиболее перспективных направлений в гидрогеологии. Обычно для определения свойств пород, слагающих водоносные горизонты необходимо проводить достаточно дорогостоящие работы, включающие в себя бурение множества скважин и отбор большого количества образцов пород для лабораторных испытаний. Но постановка таких работ возможна далеко не всегда по ряду причин, основными из которых являются высокая стоимость, труднодоступность района работ, длительные сроки работ. Применение геофизических методов, в частности метода естественного поля, позволяет избавиться от перечисленных выше недостатков. Однако, для успешной интерпретации геофизических данных требуется детальное исследование зависимостей между гидрогеологическими и геофизическими параметрами.

Откачка подземных вод с помощью скважин и других водозаборных устройств широко используется в различных областях народного хозяйства и промышленности. В месте забора воды при откачке создаётся мощный фильтрационный поток, сопровождаемый интенсивным электрическим полем. Поскольку электрическое поле отражает фильтрационный процесс, его наблюдения используются для оконтуривания водосборной площади, определения формы и глубины депрессионной воронки и, в перспективе, количественной оценки свойств горных пород из которых производится откачка.

Цель данной работы – получение новых данных о закономерностях поведения естественного электрического поля при откачках из скважины. Для достижения этой цели были поставлены следующие задачи:

- Проведение лабораторных экспериментов на моделях осадочных пород, для определения зависимостей между гидрогеологическими и геофизическими параметрами
- Построение математической модели эксперимента по откачке из скважины с использованием параметров, полученных в лаборатории

Для решения этих задач на базе лаборатории кафедры геофизики Института Наук о Земле Санкт-Петербургского Государственного Университета под руководством д.г.-м.н. проф. Титова К.В. автором работы была освоена методика и поставлены эксперименты по выявлению закономерностей поведения естественного электрического поля и их связи с

гидрогеологическими параметрами экспериментальных моделей. Полученные данные были включены в математическую модель откачки воды из водоносного горизонта.

Несмотря на достаточное количество подобных исследований, изученность связи поведения подземных вод и создаваемого ими электрического поля на поверхности недостаточна. Основной причиной такой ситуации является математическая и физико-химическая сложность задачи, особенно применительно к реальным средам, а не идеализированным моделям и отсутствие однозначного и универсального подхода к анализу и интерпретации данных. Дальнейшее развитие этой тематики позволит улучшить понимание процессов происходящих в земле и значительно расширить арсенал методов, используемых в инженерной геологии и гидрогеологии. Это, в свою очередь, приведёт к более надёжным количественным оценкам свойств горных пород и, следовательно, к более обоснованным решениям об использовании тех или иных технических средств, для достижения поставленных задач. К числу задач, для решения которых требуются точные гидрогеологические данные, относятся в первую очередь строительство и водоснабжение, как промышленное, так и хозяйственное.

# **ГЛАВА 1. ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ МЕТОДА ЕСТЕСТВЕННОГО ПОЛЯ**

В Земле существует множество электромагнитных полей различной природы, масштабов и интенсивности. Среди них отдельно можно выделить электрические поля природных электрических проводников, используемые для поиска ряда полезных ископаемых, картирования некоторых типов горных пород. Для изучения этих полей предназначен метод электроразведки – метод естественного электрического поля (сокращённо - метод ЕП).

Метод естественного поля возник и развивался как метод поисков сульфидных месторождений (Семёнов, 1980). По мере накопления опыта полевых исследований и изучения электрических и электрохимических свойств минералов и горных пород область применения метода распространялась и на другие электрические проводники – месторождения графита, антрацитовых углей, магнетитовых руд и др. (Семёнов, 1980). Поля этих источников принято называть «рудными» полями. Но наряду с полями природных электронных проводников методом ЕП фиксируются электрические поля иного происхождения. Они, являясь помехой при поиске рудных полезных ископаемых, представляют интерес как средство гидрогеологических и инженерно-геологических изысканий. Наиболее значимыми для метода ЕП являются фильтрационные, диффузионно-адсорбционные и поля теллурических токов и грозовых разрядов (Семёнов, 1980).

Фильтрационные земные электрические поля связаны с движением подземных вод в пористых горных породах. Они широко распространены в природе и часто наблюдаются при работах методом ЕП. Фильтрационные поля используют при каротаже скважин в малой мере, для выявления пористых горизонтов, а также при изучении поведения подземных вод (Семёнов, 1980).

## **1.1. ДВОЙНОЙ ЭЛЕКТРИЧЕСКИЙ СЛОЙ**

Фильтрационные поля относятся к классу электрокинетических явлений и в физической химии носят название «потенциала течения». Суть явления состоит в возникновении электрического поля при протекании жидкости в пористой среде. Рассмотрим механизм возникновения поля на примере капилляра с непроводящими стенками, через который протекает вода.

На границе капилляра с жидкостью, в результате взаимодействия жидкой и твёрдой сред, образуется двойной электрический слой. Классическая теория двойного электрического слоя основана на идее подвижности ионов жидкой фазы. Электростатическое их притяжение к поверхности твёрдой фазы и отталкивание ионов, заряженных одноимённо с поверхностью, уравнивается тепловым движением ионов – диффузией (Фридрихсберг, 1984):

$$\Phi_{d,c} + \Phi_{e,c} = 0, \quad (1)$$

$$\Phi_{d,c} = -D \frac{dC_c}{dx}, \quad (2)$$

$$\Phi_{e,c} = C_c v_c, \quad (3)$$

где  $\Phi_{d,c}$  – поток катионов за счёт диффузии,  $\Phi_{e,c}$  – поток катионов в электрическом поле,  $C_c$  – концентрация катионов,  $v_c$  – скорость катионов,  $D$  – коэффициент диффузии. Аналогичное выражение можно записать для анионов:

$$\Phi_{d,a} + \Phi_{e,a} = 0 \quad (4)$$

Устанавливающееся равновесное распределение образует вблизи поверхности раствора «облако» электрических зарядов с убывающей к центру капилляра плотностью (Рис.1). Слой раствора с изменёнными концентрациями ионов вблизи поверхности называется диффузным. В зависимости от условий, таких как радиус ионов и их концентрация в растворе, толщина диффузного слоя может изменяться на несколько порядков – от нм, до сотен мкм (Фридрихсберг, 1984).

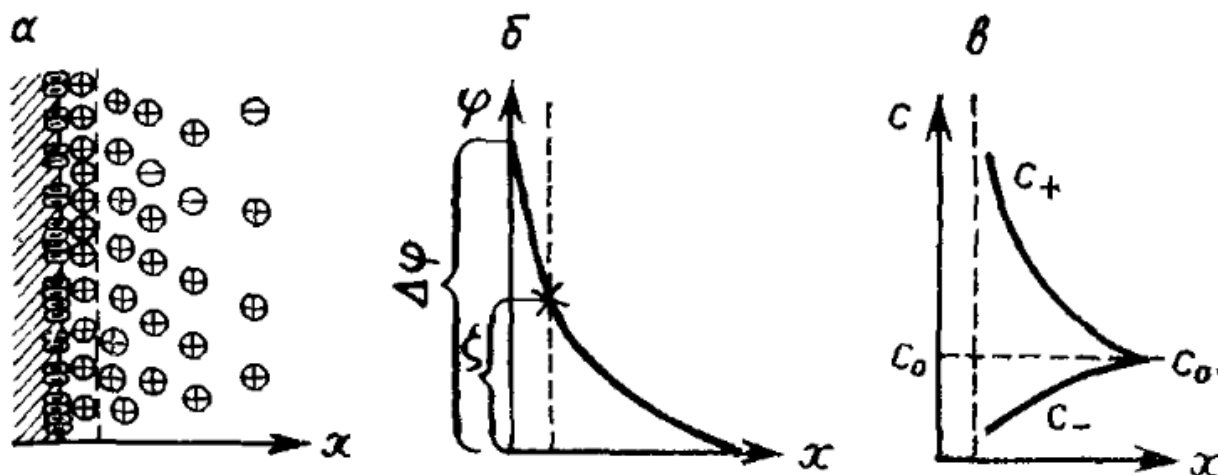


Рис. 1. Модель ДЭС. а - распределение ионов, б - распределение потенциала, в - концентрация ионов на различном расстоянии от поверхности (Фридрихсберг, 1984).

Концентрации катионов и анионов в растворе вблизи поверхности можно определить по закону Больцмана

$$C_c = C_0 \exp \left[ -\frac{zF\psi}{RT} \right], \quad (5)$$

$$C_a = C_0 \exp \left[ \frac{zF\psi}{RT} \right], \quad (6)$$

где  $C_0$  – суммарная концентрация ионов и катионов в растворе,  $z$  - заряд иона [Кл],  $F$  – постоянная фарадея [Кл/моль],  $\psi$  – потенциал [В],  $R$  – универсальная газовая постоянная,  $T$  – температура [°K] (Фридрихсберг, 1984). Зная распределение концентраций можно получить распределение плотности электрического заряда  $q_v$  в двойном электрическом слое, вычисляемой по формуле:

$$q_v = zF(C_c - C_a) \quad (7)$$

## 1.2. ТОК И ПОТЕНЦИАЛ ТЕЧЕНИЯ

При течении раствора электролита через капилляр под действием внешнего давления  $P$  возникают потоки ионов обоих знаков в направлении вектора  $\text{grad}(P)$ . Существование диффузной части ДЭС приводит к неравномерному распределению ионов и, как следствие, увеличенному потоку катионов, относительно анионов. Эта разность потоков по сути своей представляет поток свободных зарядов – электрический ток  $I_s$ . Этот ток и называется током течения. Образование свободного заряда на выходе из капилляра порождает градиент напряжения вдоль оси капилляра, который, в свою очередь, порождает встречный ток проводимости по всему объёму капилляра  $I_v$ . Возникающая на концах капилляра разность потенциалов  $E$  и ток  $I_v$  будут возрастать до тех пор пока потоки ионов не станут равными; при этом установится стационарное состояние  $I_v = I_s$  с постоянным потенциалом течения  $E$ , при  $I=0$ .

Скорость движения зарядов в капилляре будет отвечать скоростям движения жидкости на соответствующих расстояниях от неподвижного слоя ионов, расположенного вплотную у стенок капилляра (Рис 2). Если выбрать такое расстояние  $\Delta r$ , на котором скорость подвижных ионов будет равна средней скорости движения ионов в капилляре, то можно перенести все эти ионы на поверхность, отстоящую от неподвижного слоя на то же самое расстояние  $\Delta r$  и получить ту же скорость движения зарядов, что и при объёмном распределении зарядов (Семёнов, 1980). Таким образом, мы получим систему из двух заряженных поверхностей (двойной слой Гельмгольца), которую можно рассматривать

как конденсатор, с разностью потенциалов между обкладками  $\zeta$ .  $\zeta$ -потенциал характеризует потенциал диффузной части двойного электрического слоя. Отсюда можно прийти к уравнению Гельмгольца-Смолуховского для потенциала течения:

$$\frac{E}{P} = \frac{\varepsilon \varepsilon_0 \zeta}{\mu \sigma}, \quad (8)$$

где  $E$  – потенциал течения [В],  $P$  – перепад давления на концах капилляра [Па],  $\varepsilon_0$  – электрическая постоянная [Ф/м],  $\varepsilon$  – относительная диэлектрическая проницаемость жидкости [Ф/м],  $\zeta$  – электрокинетический потенциал [В],  $\mu$  – вязкость жидкости [Па·с],  $\sigma$  – электропроводность жидкости [См/м].

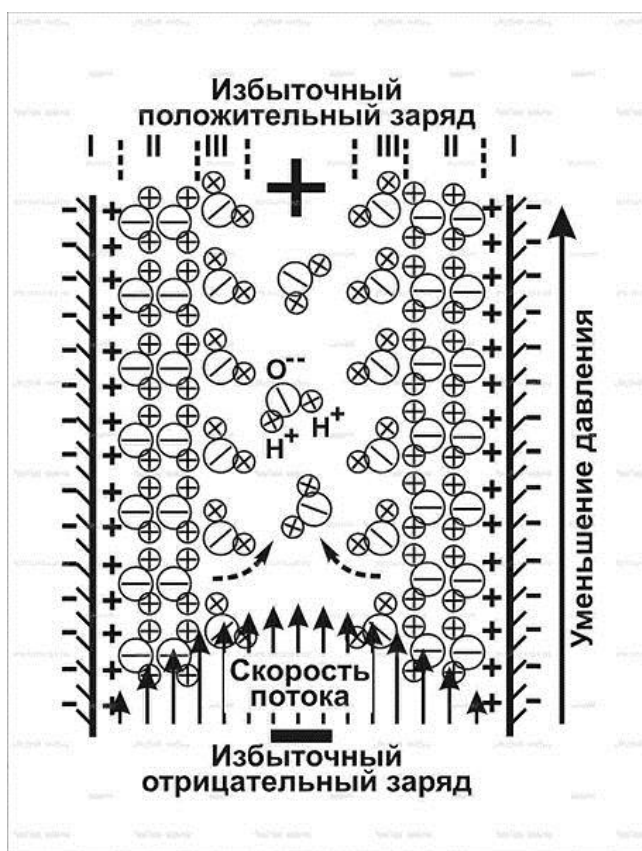


Рис. 2. Схема возникновения потенциала течения в капилляре. I - двойной электрический слой, II - прочно связанная вода, III - рыхло связанная вода (<http://geophys.geol.msu.ru/>).

### 1.3. ВЫЧИСЛЕНИЕ ПОЛЯ ФИЛЬТРАЦИОННОЙ ПРИРОДЫ

Для полностью водонасыщенных осадков общую плотность тока  $\vec{j}$  можно выразить уравнением (Titov et. al., 2015)

$$\vec{j} = \sigma \phi - l \nabla P, \quad (9)$$



где  $\phi$  – напряжённость электрического поля [В],  $l$  – коэффициент тока фильтрации, равный

$$l = \frac{\varepsilon \varepsilon_0 \zeta}{\mu}. \quad (10)$$

Как видно из уравнения (9), плотность тока состоит из двух частей: электропроводности системы и тока фильтрации. Для упрощения измерений вместо давления используется гидравлический напор  $h$ , тогда коэффициент  $l$  переходит в модифицированный коэффициент тока фильтрации  $L$ :

$$L = -\frac{\varepsilon \varepsilon_0 \rho g \zeta}{\mu}, \quad (11)$$

где  $\rho$  – плотность жидкости [кг/м<sup>3</sup>],  $g$  – ускорение свободного падения [м/с<sup>2</sup>]. Тогда уравнение (9) принимает вид (Ishido, 1981)

$$\vec{j} = \sigma \phi - L \nabla h. \quad (12)$$

В квази-стационарном приближении и по закону сохранения заряда уравнение неразрывности принимает вид

$$\nabla \vec{j} = 0. \quad (13)$$

Подставив уравнение (13) в уравнение (12) получим уравнение Пуассона для электрического потенциала в неоднородной пористой среде:

$$\nabla(\sigma \phi) = -\nabla(L \partial h). \quad (14)$$

Гидравлический напор можно выразить уравнением диффузии

$$\nabla(K \nabla h) = S \frac{\partial h}{\partial t} + q, \quad (15)$$

где  $K$  [м/с] – коэффициент фильтрации,  $S$  – коэффициент водоотдачи [м<sup>-1</sup>],  $q$  – скорость откачки [м<sup>3</sup>/с]. Решив уравнение (15) для гидравлического напора получаем распределение напоров, решение для уравнения (14) и значения электрического потенциала для данного распределения электропроводности.

Ток течения можно выразить через объёмный заряд  $Q_v$  и скорость течения Дарси  $u$  (Revil and Mahardika, 2013):

$$-L\nabla h = Q_v u \quad (16)$$

Параметр  $Q_v$  определяется как плотность заряда на единицу объёма жидкости. На основе экспериментальных данных была показана связь между объёмным зарядом и пористостью (Bolève et al. 2009), позже преобразованная в связь с коэффициентом фильтрации  $K$  [м/с] (Soueid Ahmed et al. 2014):

$$\log Q_v = -3.49 - 0.82 \log_{10} K \quad (17)$$

Объединив уравнения (16) и (17) получим уравнение связи модифицированного коэффициента тока фильтрации и коэффициента фильтрации:

$$L = Q_v K = 3.24 \cdot 10^{-4} K^{0.18} \quad (18)$$

Уравнение (7) использовалось в ходе моделирования для задания модифицированного коэффициента тока фильтрации.

## ГЛАВА 2. ИЗУЧЕННОСТЬ ВОПРОСА

К одним из первых работ по применению метода естественного поля для изучения поведения подземных вод, можно отнести работы Горелика А. М. (1956) и Богословского В. А. (1970а). В них приводятся результаты изучения состояния гидротехнических сооружений, таких как плотины и дренажные каналы, с помощью электрометрических и термометрических методов. Также в этих работах были выведены и построены первые зависимости между характером электрического поля, наблюдаемого на поверхности вблизи скважин, и поведением подземных вод (Bogoslovsky and Ogilvy, 1973).

В 80х - 90х годах интерес к использованию методов геоэлектрики, в частности метода естественного поля, возростал. Так можно выделить работы Цунео Ишидо с соавторами, в которых были рассмотрены теоретические и экспериментальные данные по электрокинетическим явлениям в системах порода-вода и созданы численные модели потенциалов течения для подземных вод (Ishido T., 1999).

В начале 2000х годов новым шагом в изучении отношений естественного электрического поля и поведения подземных вод стало установление квази-линейной зависимости между ними (Rizzo et al, 2004; Titov et al, 2005). Наличие нелинейной связи в начале откачки воды из скважины с последующим установлением линейного отношения было показано Фриттьофом Фагерлундом и Грэхемом Хайнсоном в их работе 2003 года в Долине Клер, винодельческом районе на юге Австралии (Fagerlund, Heinson, 2003). В том же году учёные из Страсбурга, Дарнет М. с соавторами (Darnet et al, 2003), основываясь на данных В. А. Богословского (Bogoslovsky and Ogilvy, 1973), изобрели метод инверсии данных измерений потенциала течения, позволяющий с хорошей точностью определять коэффициент фильтрации и геометрию водоносного горизонта и, при проведении измерений с разными скоростями откачки, даже упругую ёмкость водоносного горизонта.

В 2004м году коллектив из трёх авторов, Б. Суски, Е. Рицо и А. Ревиль опубликовали две работы по изучению токов фильтрации. В первой они поставили полевой эксперимент по откачке из скважины с одновременным площадным мониторингом естественного электрического поля и электротомографией (Rizzo et al, 2004). Целью работы было создание метода интерпретации комплекса данных методов ЕП и электротомографии. В ходе эксперимента исследователями были выделены сильные отрицательные аномалии ЕП вокруг скважин, связанные с металлической обсадкой. Несмотря на то, что эти аномалии являются сильной помехой при измерениях, авторы

исследования смогли минимизировать влияние таких помех за счёт проведения мониторинга на протяжении достаточно долгого промежутка времени, чтобы электрическое поле нормализовалось после выключения насоса, таким образом выделяя статические аномалии, не связанные с потенциалом течения. Полученная в итоге схема интерпретации, несмотря на сырость и ограниченность области применения, имеет хороший потенциал для развития и применения на практике.

Во второй работе масштаб эксперимента был уменьшен от полевого до лабораторного (Suski B., 2004). Учёные построили специальный бак из плексигласа, заполнили его кварцевым песком и водой. Бак был снабжён пьезометрами, расположенными по всей длине, чтобы отслеживать уровень воды в баке во время эксперимента. Измерения потенциала течения проводились, как при откачке, так и после отключения насоса, в обоих случаях до установления стабильного электрического поля. К сожалению, но измерения проводившиеся во время откачки оказались негодными для интерпретации из-за сильных помех, наводившимися насосом. Тем не менее, авторы исследования установили тесную взаимосвязь между регистрируемым электрическим полем и скоростью откачки, пористостью водоносного горизонта и изменением пьезометрического уровня.

Другая команда исследователей в составе Алексиса Меиньюлта, Элмара Стробаха и Йорга Реннера провела оригинальный эксперимент (Maineult A. et al, 2008). Главным отличием данного изыскания от других является периодический режим откачки, характеризовавшийся попеременным выкачиванием и нагнетанием воды в исследуемый водоносный горизонт. В своей работе авторы показали, что, несмотря на общую зашумлённость и, казалось бы, низкое качество первичных данных, при применении соответствующих цифровых фильтров и спектрального анализа сигнала всё равно можно получить ценные результаты. Так, например, на основе полученных данных учёные обнаружили, что в первом приближении значения потенциала на поверхности земли распределяются в соответствии с разницей давления в водоносном горизонте и на основе этих данных можно строить предположения о распределении гидравлического напора под землёй. Однако, форма сигнала ЕП на поверхности имела меньшую схожесть с периодической функцией, заданной условиями откачки, чем изменение давления, наблюдавшееся в скважинах. Таким образом, был сделан вывод о нелинейном взаимоотношении электрического сигнала и гидравлических изменениях в пласте. Также было сделано предположение о немаловажной роли процессов осушения и увлажнения

грунта, следовательно, разница между гармониками в измерениях может быть ключом к определению свойств вадозной зоны.

В 2009м году исследователи Бвалия Малама, Кристофер Кульман и Андре Ревиль опубликовали сразу две статьи касательно проблем изучения потенциалов течения. В первой работе (Malama B. et al. 2009a) описывается полуаналитическое решение задачи о потенциале течения при откачке из водоносного горизонта ограниченного сверху и снизу водоупорами. Это решение основывается на полевых данных, полученных в 2004м году Б. Суски, Е. Рицо и А. Ревилем (Rizzo E. et al, 2004). В полученных результатах наблюдается близкое соответствие коэффициентов фильтрации водоносного горизонта, полученных новым методом и с использованием только данных о гидравлических напорах. Полученные значения гравитационной водоотдачи были определены с меньшей точностью, нежели коэффициент фильтрации, и его значение значительно меньше, чем по данным из гидравлических напоров. Эта разница значений свидетельствует о более сложном отношении гравитационной водоотдачи и потенциала течения. Также, по утверждению авторов исследования, это несовпадение может быть следствием того, что при анализе были использованы только значения потенциала на стадии восстановления после прекращения откачки, в то время как в данных гидравлических напоров учитывалось и состояние системы во время откачки. При этом данные гидравлических напоров могут быть завышены т.к. не была введена поправка на водозаборную и наблюдательные скважины. Полученные в результате применения нового решения значения электропроводности водоупоров близки к аналогичным значениям, полученных по данным электротомографии. Так что описанное исследование показывает возможность применения метода естественного поля для предварительной оценки значений коэффициента фильтрации и гравитационной водоотдачи водоносных горизонтов при отсутствии на исследуемой территории скважин.

В следующей статье доктор Малама с соавторами (Malama et al 2009b) приводит результаты применения описанного в предыдущей статье полуаналитического метода решения к задаче о потенциале осесимметричного течения в безнапорном водоносном пласте, возникающем при продолжительной откачке воды с постоянной скоростью. В этом исследовании используются полевые данные, полученные в результате эксперимента по дипольной откачке (одна питающая и одна водозаборная скважина) на гидрогеофизическом исследовательском полигоне в г. Бойсе, штат Айдахо, США в 2007 году. Результатом этого исследования явились значения коэффициента фильтрации, гидравлической анизотропии и гравитационной водоотдачи близкие к тем, что были получены по скважинным данным.

Заслуживает внимания как минимум одна пара статей, опубликованных в 2011 году одними и теми же авторами, часть из которых была упомянута выше. В первой из них, за авторством Сальватора Страфейса, Енцо Рицо и др. (Straface et al, 2011a), приведены результаты лабораторных опытов по применению новой методологии определения коэффициента фильтрации по данным метода естественного электрического поля. Для проведения опыта была построена крупная модель ( $10 \times 7 \times 3 \text{ м}^3$ ), имитирующая откачку из водоносного горизонта, состоящего из однородного кварцевого песка с коэффициентом фильтрации порядка  $10^{-5} \text{ м/с}$ . Значения коэффициента фильтрации, полученные в результате опыта попадают в диапазон, данный авторам поставщиком песка. При этом перепад уровня воды измеренный в скважинах и высчитанный по данным ЕП совпадают. Однако авторы статьи отмечают, что несмотря на точность полученных из данных ЕП значений, для получения точных и полноценных данных необходимо совместное использование геофизических и гидрогеологических методов.

Во второй статье 2011го года (Straface et al, 2011b), коллектив авторов которой значительно больше, чем у предыдущей, речь идёт об использовании комплекса геологических, геофизических и гидрологических данных, для построения трёхмерной модели распределения фильтрационных параметров неоднородного водоносного горизонта. В основу этой работы легли данные 2007го года с полигона г. Бойсе (Malama et al 2009b). Здесь водоносный горизонт был представлен как набор блоков каждый со своими параметрами, основывающимися на известных седиментологических данных. Данные потенциала течения и гидравлического уровня были использованы для построения трёхмерной модели потока подземных вод. Коэффициент фильтрации для каждого блока подсчитан как средневзвешенное значение коэффициентов фильтрации осадков, слагающих данный блок. Окончательные значения параметров модели были посчитаны методом наибольшего правдоподобия между вычисленными и измеренными параметрами, что привело к неоднородному распределению коэффициентов фильтрации в пространстве. Эти значения ограничены данными седиментологического состава, но опираются в основном на измерения потенциала течения и гидравлического напора. Минимизация функции наибольшего подобия позволяет оценивать относительный вес погрешностей в измерениях потенциала и напоров в скважинах. Такая процедура позволяет строить модели распределения неоднородностей свойств исследуемой территории с точностью, недостижимой в предыдущих исследованиях, используя при этом относительно несложный математический аппарат. Применение этого метода к незадействованным в основной работе данным только подтвердило применимость данного метода.

## ГЛАВА 3. МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Практическая часть данной работы состояла из двух частей: лабораторный эксперимент и математическое моделирование. Эксперимент в лаборатории нужен для определения основных закономерностей поведения электрического поля фильтрации и получения данных, используемых при математическом моделировании. Математическое моделирование, в свою очередь, позволяет применить закономерности, наблюдаемые в масштабе модели, в масштабе полноценного эксперимента по откачке воды из скважины и смоделировать поведение электрического поля при разных конфигурациях водоносных горизонтов и горизонтов-водоупоров.

### 3.1. ЛАБОРАТОРНЫЙ ЭКСПЕРИМЕНТ

Суть эксперимента заключалась в создании модели фрагмента водоносного горизонта, сложенного кварцевым песком, и изучения поведения электрического поля, создаваемого пропускаемым через эту модель раствором соли (NaCl) в зависимости от фракции песка, слагающего модель, и концентрации соли в растворе.

В начале песок был отобран и разделён на фракции путём просеивания через набор сит с разными размерами ячеек. В эксперименте использовались фракции песка 0,1-0,2 и 0,2-0,3 мм. После просеивания песок замачивался в течении нескольких дней чтобы предотвратить образование в модели пузырей воздуха, мешающих измерениям.

В эксперименте использовались растворы хлорида натрия различной концентрации, приготовленные вручную в лаборатории. Соль растворялась в дистиллированной воде в пропорции, полученной из таблицы соотношения концентрации и удельного сопротивления (Справочник по электрохимии, 1981). Значения электропроводности использованных растворов составляли 10, 20, 40, 80, 120, 160, 240 и 360 мкСм/см. В ходе эксперимента электропроводность измерялась кондуктометром DIST 3 (производство компании Hanna, Германия) с диапазоном от 0 до 1990 мкСм/см.

После приготовления всех материалов для модели замоченный песок помещался в специальную измерительную установку (рис. 3). В состав установки входят: контейнер для образца, питающие ёмкости с раствором, колба для слива, линейка для измерения перепада уровня жидкости в установке, мультиметр и компьютер для записи измерений. Контейнер представляет собой пластиковую трубку с завинчивающимися крышками с обеих сторон. Длина трубки составляет 20 см, внутренний диаметр – 27 мм. В трубке присутствуют два отверстия в боковой части, к которым крепятся небольшие ёмкости для

подключения электродов через раствор агар-агара. Агар-агар обеспечивает лучший контакт с моделью и предотвращает засаливание электродов при измерениях. К крышкам контейнера крепятся шланги, соединяющие его с питающей ёмкостью и сливной колбой. Для поддержания постоянного уровня раствора к питающей воронке была присоединена ёмкость с раствором, снабжённая специальным клапаном, открывавшимся при падении уровня раствора ниже определённой отметки. От этой отметки производился замер перепада уровня раствора до крана, присоединённого к выводящему шлангу. Кран использовался в ходе эксперимента для остановки и запуска потока, чтобы замерить разность в электрическом поле при наличии и отсутствии течения раствора через образец. Чтобы предотвратить вымывание песка из контейнера в крышки были вставлены фильтры, предотвращающие выход песка из контейнера. При проведении измерений использовались неполяризующиеся Ag/AgCl электроды, которые отбирались перед каждой серией измерений, таким образом, чтобы разность потенциалов между ними, при отсутствии сторонних источников тока, была минимальной и стабильной.



Рис. 3. Измерительная колонка. 1. Питающая воронка; 2. Линейка; 3. Контейнер с образцом; 4. Сливная колба; 5. Мультиметр; 6. Компьютер с управляющей программой.



Измерения проводились на перепадах уровней жидкости от 160 до 70 см. Для изменения уровня использовался подъёмник с прикреплённым к нему лазерным указателем и специальная линейка.

Перед началом эксперимента модель насыщалась раствором с минимальной солёностью, путём пропускания через контейнер с песком раствора в течение одних-двух суток. Контроль солёности производился на входе, в питающей ёмкости, и выходе из контейнера, в сливной колбе. Модель считалась насыщенной при установлении одинаковой электропроводности входящего и выходящего из неё раствора.

Непосредственно перед началом измерений питающая ёмкость устанавливалась на максимальную высоту и, на некоторое время, кран открывался для установления равномерного потока раствора через модель. Как уже было сказано выше, измерения проводились при двух положениях крана: открыто - потенциал течения наблюдается – и закрыто - потенциала течения нет. В одном положении кран пребывал до установления стабильного электрического поля, обычно около минуты, после чего переводился в другое положение. Эта процедура повторялась несколько раз, не меньше 10, для накопления статистических данных и уменьшения погрешностей в измерениях.

После завершения серии измерений на одной высоте, установка переводилась в следующее положение, от большего перепада уровня жидкости к меньшему. На новой высоте все действия, описанные в предыдущем абзаце, повторялись и уровень снова понижался. Эта последовательность повторялась до достижения минимального напора. Помимо измерений электрического поля на каждой высоте замерялся расход раствора, для вычисления коэффициента фильтрации модели и его корреляции с полем и гидравлическим напором. Когда серия измерений при данной солёности раствора заканчивались, он заменялся на более концентрированный и весь процесс, начиная с насыщения модели, повторялся.

Изменения в электрическом поле регистрировались мультиметром APPA-305, подключённым к компьютеру и управляемым программой APPA Virtual DMM (рис. 4). Программа позволяет записывать регистрируемые прибором изменения напряжения между приёмными электродами и сохраняет их на жёсткий диск. Эти данные впоследствии загружались в программу MS Office Excel где рассчитывалось среднее значение перепада напряжения между электродами при разных положениях крана и

погрешность измерений (рис. 5). После этого полученные значения выводились на общую диаграмму, и строилась зависимость между ними.

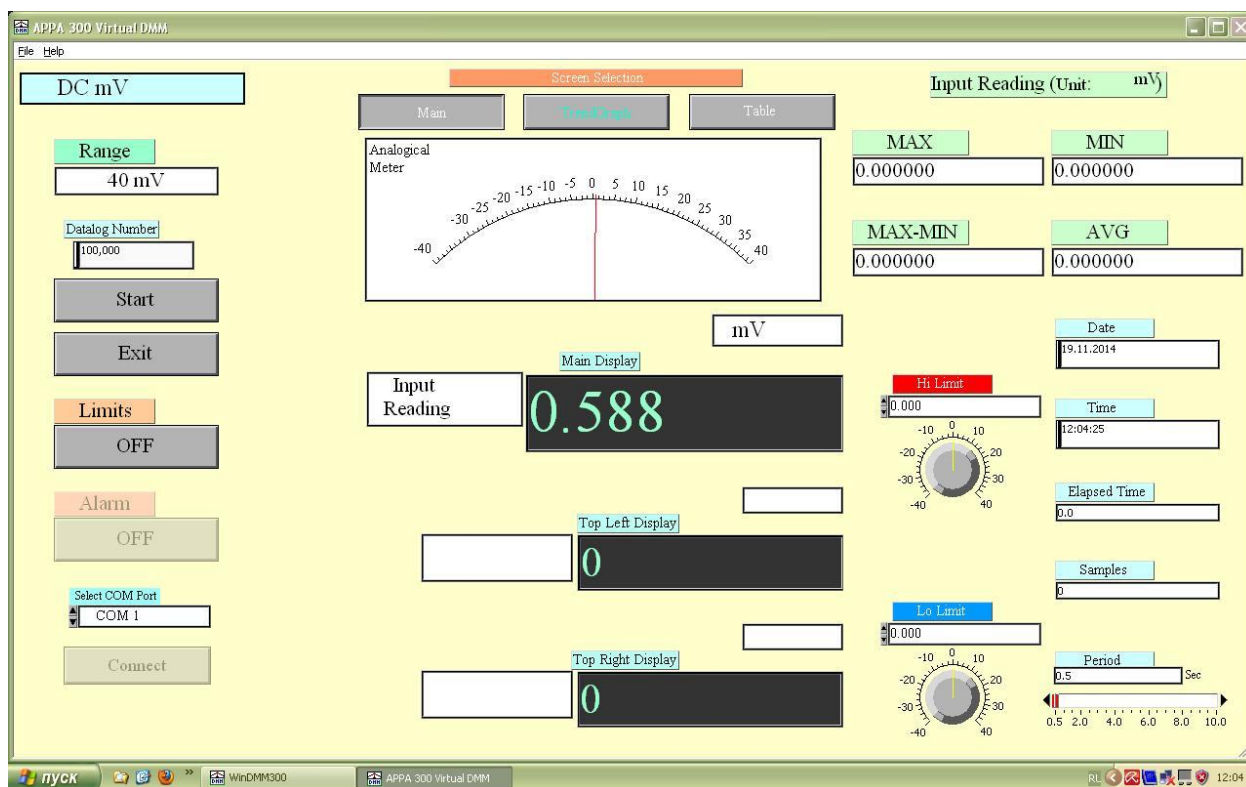


Рис. 4. Интерфейс программы APPA Virtual DMM.

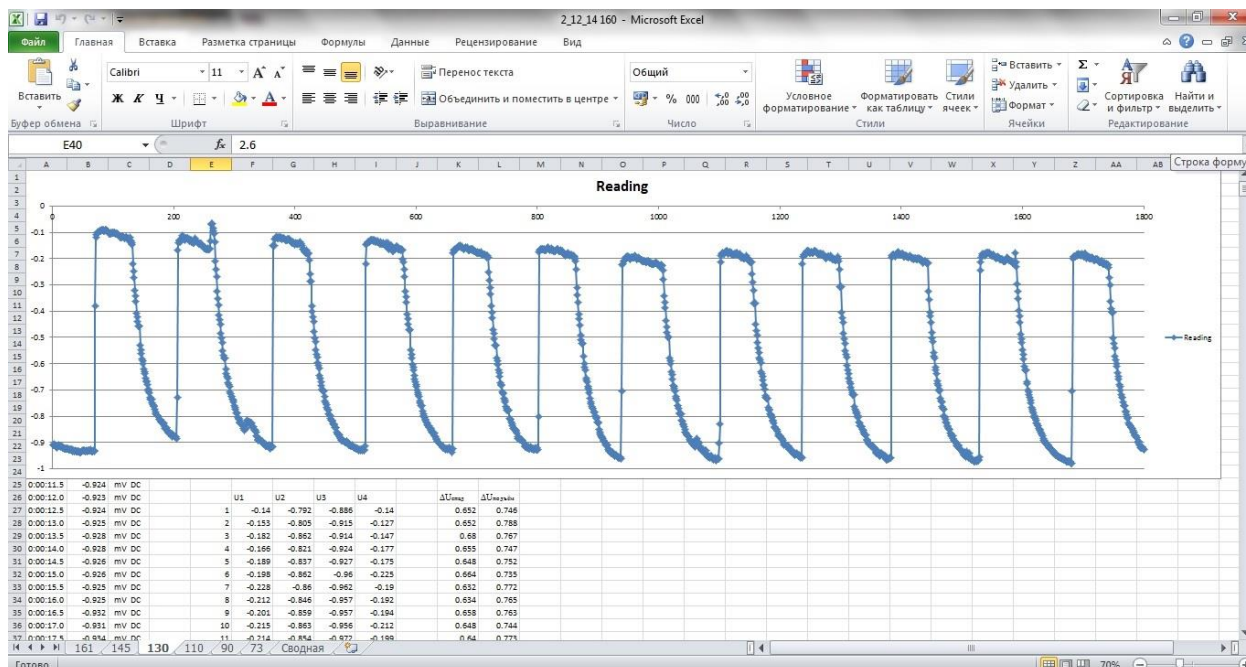


Рис. 5. График изменений и расчётные значения перепадов напряжения.

Далее для каждой электропроводности раствора строилась зависимость между гидравлическим напором и напряжением. Для этой зависимости строился линейный

тренд. Коэффициент при  $x$  в уравнении этого тренда является коэффициентом потенциала фильтрации  $C$  (рис. 6). Он определяется из уравнения (12) как

$$C = -\frac{L}{\sigma}, \quad (19)$$

Полученное значение  $C$  использовалось для вычисления модифицированного коэффициента тока фильтрации, который впоследствии использовался при математическом моделировании.

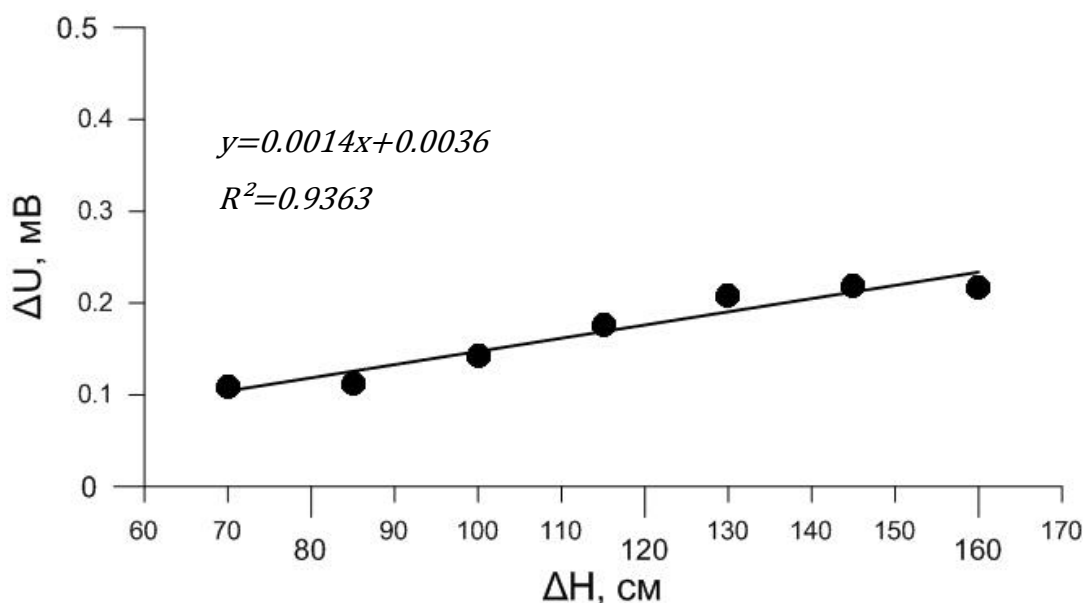


Рис. 6. Пример зависимости между напряжением и гидравлическим напором (для раствора с электропроводностью 360 мкСм/см и песка с размером частиц 0,2-0,3 мм).

### 3.2. МАТЕМАТИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ

Математическое моделирование фильтрационного потока и порождаемого им электрического поля осуществлялось в программе GWF&GEM (Ground Water Flow & Geophysical Map, Коносавский П.К., 2002). Программа построена на основе конечно-разностного метода решения дифференциальных уравнений в частных производных. Реализованы все стандартные типы граничных условий (I - IV) для задачи фильтрации и три типа граничных условий для задачи потенциала. GWF&GEM имеет встроенный графический интерфейс для быстрой подготовки набора исходных данных (в основу которого положен метод “раскрашивания” матриц) и специальные графические функции для анализа результатов расчёта. Для связи с другими программными пакетами имеется возможность представления данных моделирования в формате программы SURFER (для построения карт напора подземных вод в изолиниях), импортрование матриц по всем

фильтрационным и электрическим параметрам в отдельные файлы (для связи с другими моделирующими программами).

Программа GWF&GEM может быть условно представлена в виде трёх отдельных, но связанных между собой, модулей:

- модуль подготовки файла исходных данных;
- модуль расчётной процедуры;
- модуль анализа результатов моделирования.

Все три модуля объединены в рамках интерактивной оболочки, с которой и работает пользователь.

Модуль подготовки исходных данных (рис. 7) для моделирования использует системное меню программы и позволяет в диалоговом режиме сформировать файл данных.

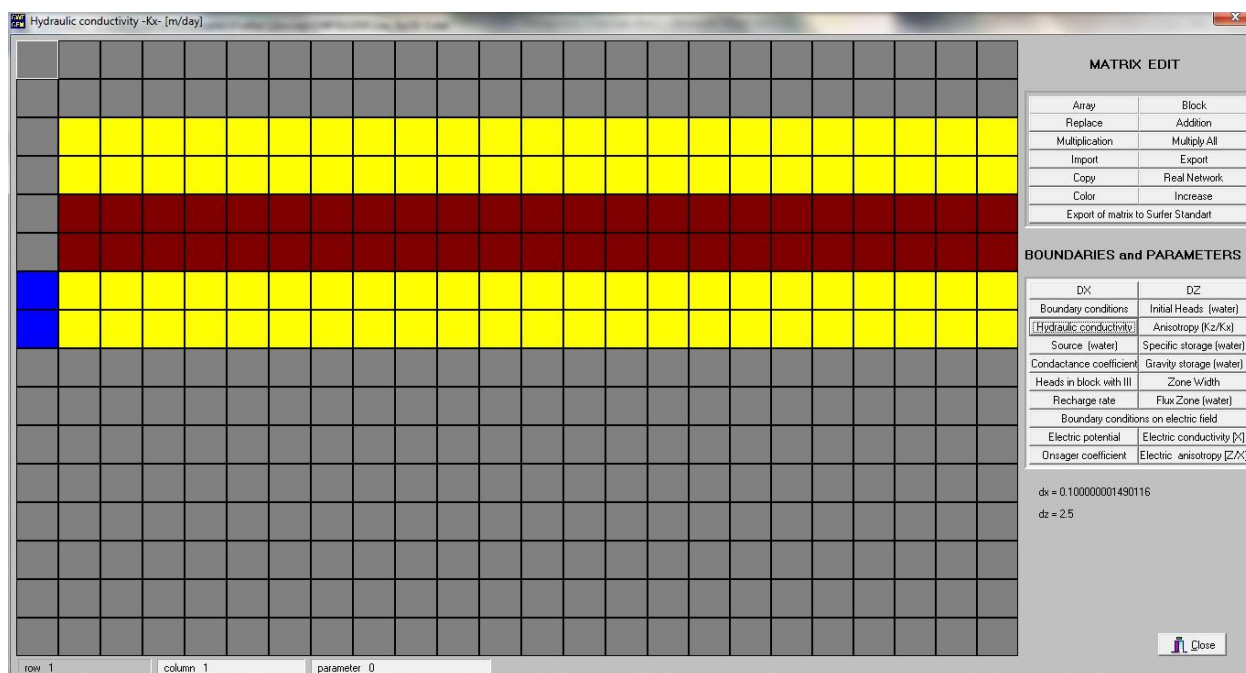


Рис. 7. Модуль подготовки исходных данных в программе GWF&GEM.

Расчётный модуль имеет в системном меню привязку к пункту "Run". При запуске расчётной процедуры появляется информационное окно с комментарием о текущем состоянии счётного процесса. Сам расчётный модуль состоит из пяти блоков:

- блок расчёта коэффициентов системы алгебраических уравнений, формирующий матрицу коэффициентов при неизвестных значениях напоров подземных вод и электрических потенциалов;

- блок итерационной процедуры, где выполняется решение системы уравнений (организован в виде двух модулей по последовательному расчёту  $H$  и  $U$ );
- блок расчёта балансовой невязки модели на итерациях;
- блок анализа условий сходимости расчётной процедуры;
- блок, выполняющий функции диспетчера (управляющего) по организации совместной работы четырёх вышеперечисленных блоков.

Эта часть программы полностью закрыта от пользователя и управление счётным процессом возможно только через изменение служебных параметров на этапе формирования/редактирования набора исходных данных.

По окончании работы счётной процедуры записывается файл с расчётными напорами (по тому же адресу, где расположен файл исходных данных), который имеет имя файла исходных данных, но расширение - .out. Кроме того, создаётся файл с тем же именем, но расширением “.gr”, где приводятся данные для графического представления счётных результатов.

При успешном окончании расчёта программа выдаёт запрос на сохранение расчётных значений в файле с исходными данными. Последнее позволяет запускать новый расчёт, где в качестве исходных значений напоров и потенциалов будут фигурировать расчётные значения с предыдущего этапа моделирования. Такой подход даёт возможность разбить весь период счета на отдельные временные интервалы (т.н. stress periods) и при переходе к новому интервалу изменять тип граничных условий, вводить новые ГУ и т.д.

Модуль анализа расчётных результатов позволяет быстро определить расчётные значения напоров и потенциалов в любой точке модельной области и получить информацию о распределении потенциала на поверхности рельефа.

### **3.3. ПАРАМЕТРЫ МОДЕЛИ**

В ходе работы было смоделировано три случая:

- 1) В породах присутствует одна водозаборная скважина с металлической обсадкой,
- 2) В породах присутствует одна водозаборная скважина с неметаллической обсадкой,

- 3) В породах присутствуют водозаборная скважина и наблюдательная скважина, расположенная на расстоянии приблизительно 20 м от водозаборной, обе скважины имеют металлическую обсадку.

Для каждого случая было построено 7 моделей, с электропроводностью пород, соответствующим каждой из солёностей растворов, использованных в лабораторном опыте. Электропроводность песков вычислялась по закону Арчи:

$$C_t = \frac{1}{a} C_w \varphi^m S_w^n, \quad (20)$$

где  $C_t$  – электропроводность водонасыщенной породы [мкСм/см],  $C_w$  – электропроводность раствора [мкСм/см],  $a$  – литологический фактор,  $\varphi$  – пористость,  $S_w$  – водонасыщенность породы,  $m$  – показатель сцементированности породы,  $n$  – показатель увлажнения. Значение электропроводности глинистого горизонта задавалось в два раза выше, чем для песчаного, т.к. глины обладают высокой поверхностной проводимостью. Электропроводность металлической обсадки труб принималась равной  $10^5$  мкСм/см.

По горизонтали размер блоков увеличивается в геометрической прогрессии. По вертикали каждый ряд блоков имеет свою мощность. Слой глин, изолирующий водоносный песчаный горизонт от вышележащих слоёв, состоит из двух рядов блоков и имеет общую мощность 2 м, а его кровля залегает на глубине 20 м. Сам водоносный горизонт также состоит из двух рядов, но имеет мощность 5 м. Общая мощность слоёв, подстилающих водоносный горизонт, составляет 210 м. При пересчёте параметров модели в систему с радиальной симметрией ширина блоков  $w$  задавалась как  $w = 2\pi r$ , где  $r$  – расстояние от скважины.

Коэффициент фильтрации для песков равняется 1 м/сут, для глин –  $10^{-5}$  м/сут. остальные блоки считались полностью непроницаемыми. Гидравлический напор до откачки составляет 300 м для всей модели. Скорость откачки для моделей с металлической обсадкой труб составляла 25 м<sup>3</sup>/сут. В моделях с неметаллической обсадкой скорость откачки была увеличена до 100 м<sup>3</sup>/сут, т.к. при меньших скоростях откачки регистрируемое на поверхности электрическое поле имело слишком маленькие значения (порядка  $10^{-4}$  мВ) для регистрации в реальных условиях. Модифицированный коэффициент электропроводности считался по формуле (18). Для песков он равняется  $4,19 \cdot 10^{-5}$  А/м<sup>2</sup>, для глин -  $5,272 \cdot 10^{-5}$  А/м<sup>2</sup>, для остальных блоков –  $10^{-8}$  А/м<sup>2</sup>.

Основные параметры моделей приведены в таблицах 1 и 2.

Параметр	Песок	Глина	Другие блоки
Коэфф. фильтрации, м/сут	1	$10^{-5}$	0
Модиф. коэфф. электропроводности, А/м <sup>2</sup>	$4,19 \cdot 10^{-5}$	$5,272 \cdot 10^{-5}$	$10^{-8}$

Таблица 1. Ключевые параметры блоков модели.

Электропроводность раствора, мкСм/см	Электропроводность песка, мкСм/см	Электропроводность глин, мкСм/см
10	4,167	8,3
40	16,67	33,3
80	33,3	66,6
120	50	100
160	66,6	133,3
240	100	200
360	150	300

Таблица 2. Соотношение электропроводности раствора и электропроводности насыщенных раствором пород.

## 4. РЕЗУЛЬТАТЫ

### 4.1. РЕЗУЛЬТАТЫ ЛАБОРАТОРНЫХ ЭКСПЕРИМЕНТОВ

Результатом лабораторных экспериментов являются следующие наборы данных:

- зависимость потенциала течения от гидравлического напора для песка с размером частиц 0,1-0,2 мм при электропроводностях раствора в 40, 120 и 160 мкСм/см (рис.8-9);
- зависимость потенциала течения от гидравлического напора для песка с размером частиц 0,2-0,3 мм при электропроводностях раствора в 10, 40, 80, 120, 160, 240 и 360 мкСм/см (рис.10-12);
- Зависимость коэффициента потенциала фильтрации  $C$  от электропроводности раствора для песка с размером частиц 0,2-0,3 мм (рис. 13).

Как видно на приведённых рисунках, все зависимости потенциалов течения от электропроводности раствора, полученные из каждой серии опытов, имеют чёткий линейный характер. Среди показанных зависимостей можно проследить тенденцию к уменьшению угла наклона линии тренда с увеличением электропроводности раствора. Только измерения, проведённые на песке с размером частиц 0,2-0,3 мм при электропроводности раствора 80 мкСм/см, выбиваются из этой тенденции.

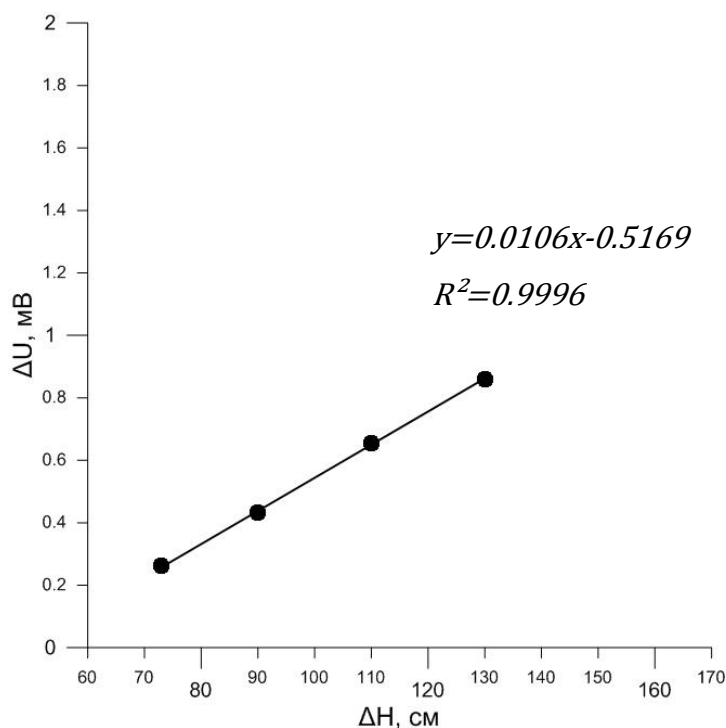
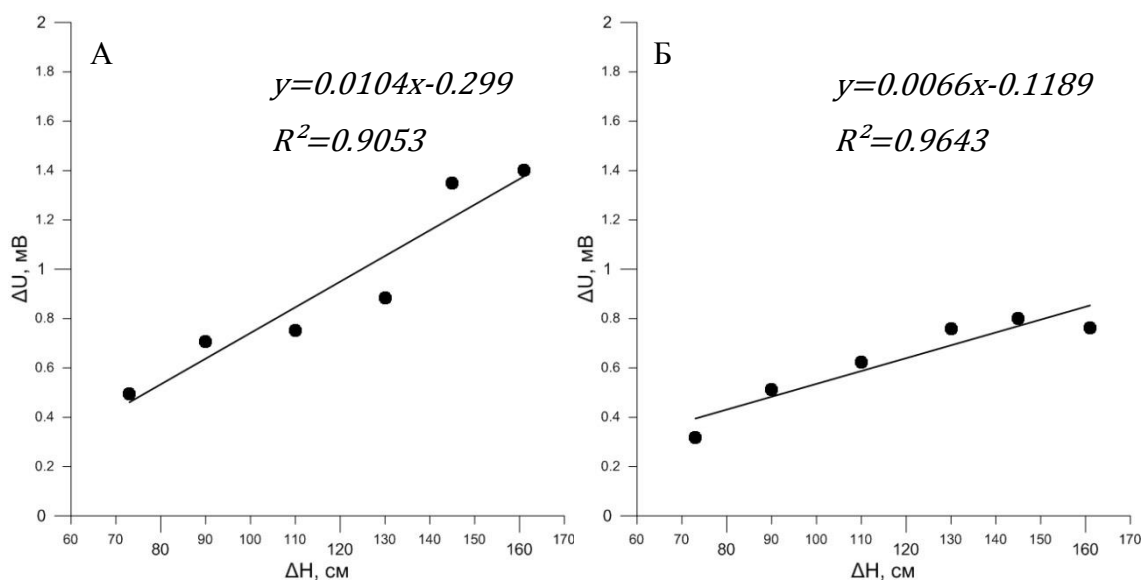
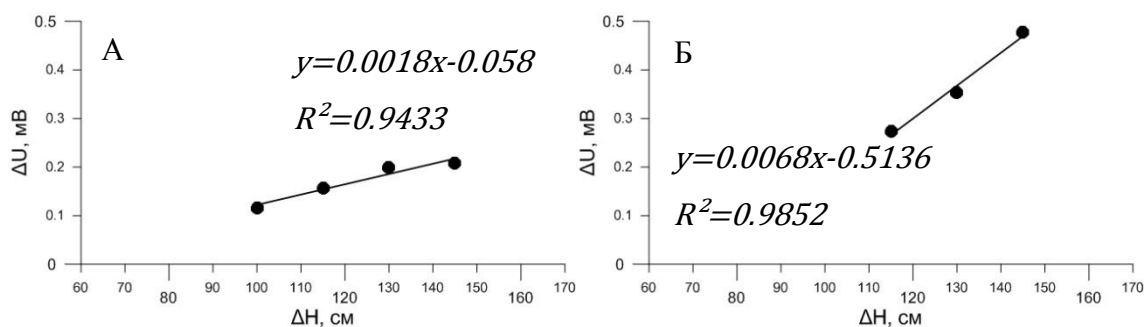


Рис. 8. Зависимость потенциала течения от гидравлического напора для песка с размером частиц 0,1-0,2 мм при электропроводности раствора 40 мкСм/см.

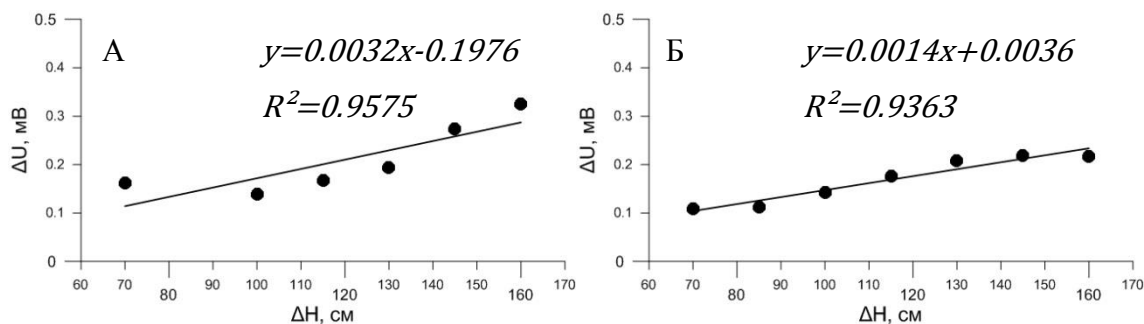




**Рис. 9.** Зависимость потенциала течения от гидравлического напора для песка с размером частиц 0,1-0,2 мм при электропроводности раствора 120 (А) и 160 (Б) мкСм/см.



**Рис. 10.** Зависимость потенциала течения от гидравлического напора для песка с размером частиц 0,2-0,3 мм при электропроводности раствора 80 (А) и 160 (Б) мкСм/см.



**Рис. 11.** Зависимость потенциала течения от гидравлического напора для песка с размером частиц 0,2-0,3 мм при электропроводности раствора 240 (А) и 360 (Б) мкСм/см.

Зависимость коэффициента потенциала фильтрации  $C$  от электропроводности раствора построена для песка с размером частиц 0,2-0,3 мм, т.к. эти измерения имеют более представительную выборку. Точные значения  $C$  относительно электропроводности раствора представлены в таблице 3. Из рисунка 13 видно, что полученная зависимость имеет степенной характер.

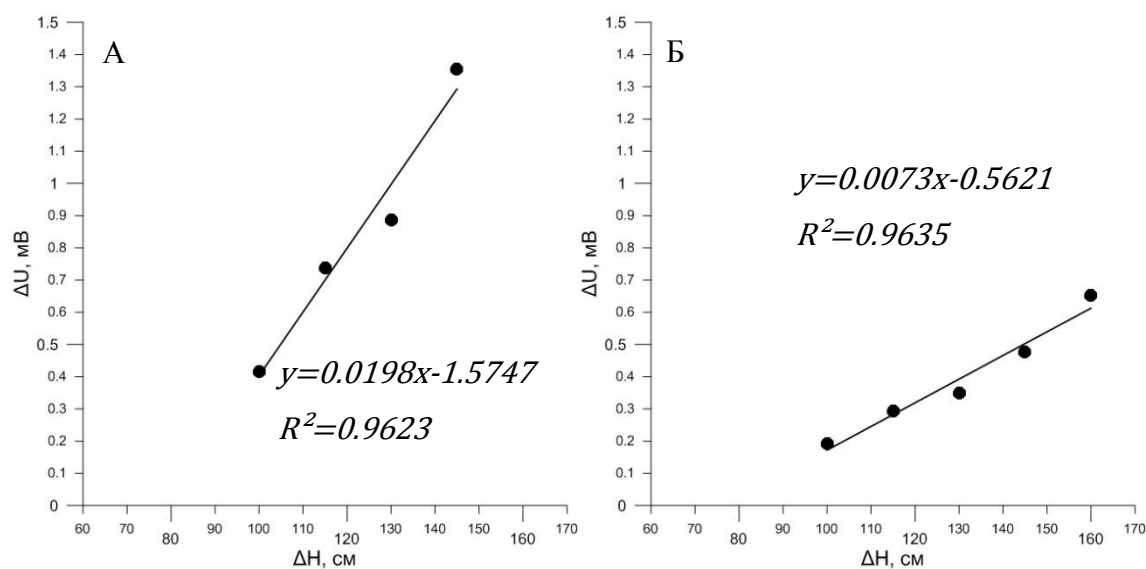


Рис. 12. Зависимость потенциала течения от гидравлического напора для песка с размером частиц 0,2-0,3 мм при электропроводности раствора 40 (А) и 120 (Б) мкСм/см.

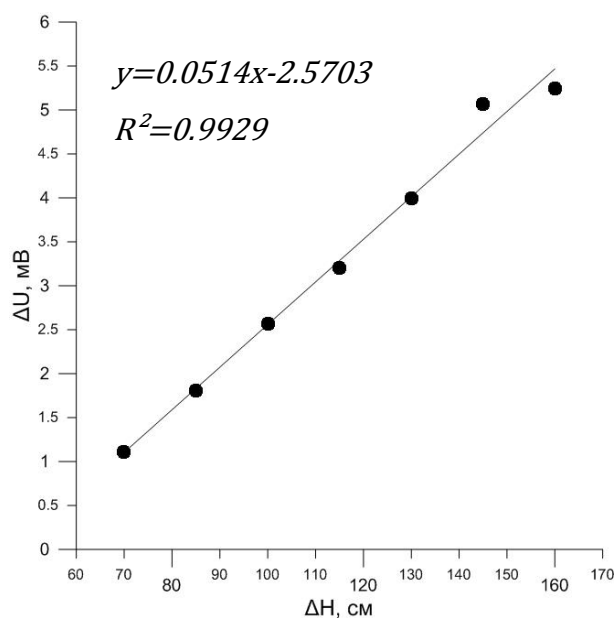


Рис. 12. Зависимость потенциала течения от гидравлического напора для песка с размером частиц 0,2-0,3 мм при электропроводности раствора 10 мкСм/см.

Электропроводность раствора, мкСм/см	Коэффициент потенциала фильтрации С, В/м
10	5,14
40	1,98
80	0,18
120	0,73
240	0,32
360	0,14

Таблица 3. Значения потенциала фильтрации С относительно электропроводности раствора. Цветом выделены значения, выбивающиеся из зависимости.

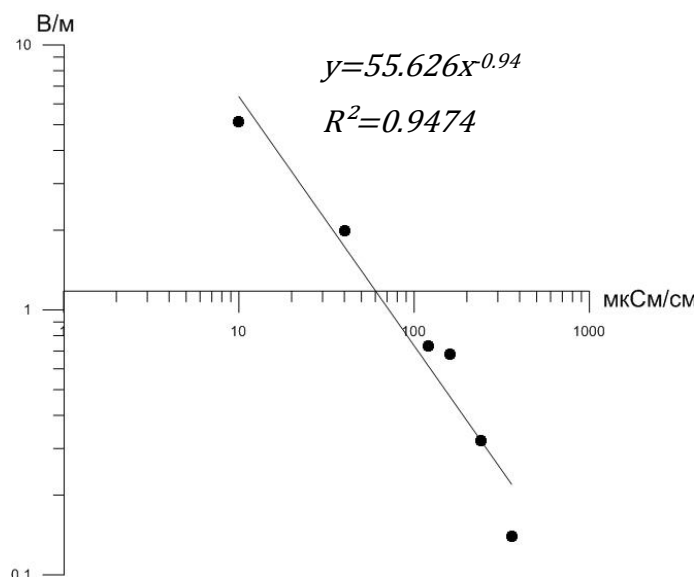


Рис. 13. Зависимость коэффициента потенциала фильтрации  $C$  от электропроводности раствора для песка с размером частиц 0,2-0,3 мм

## 4.2. РЕЗУЛЬТАТЫ МАТЕМАТИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ

Результатом математического моделирования являются двадцать 24 модели распределения естественного электрического поля, создаваемого потоком подземных вод во время откачки из скважины. Были смоделированы три типа конфигураций скважин в пространстве:

- 1) В породах присутствует одна водозаборная скважина с металлической обсадкой,
- 2) В породах присутствует одна водозаборная скважина с неметаллической обсадкой,
- 3) В породах присутствуют водозаборная и наблюдательная скважины с металлической обсадкой.

Во всех случаях поле характеризуется максимальным пиком в центре водозаборной скважины. Затем, по мере удаления от начала координат, идёт резкий спад до минимума, расположенного в 20 – 40 м от центра водозаборной скважины. После достижения минимума поле нормализуется, приходя в значения близкие к 0 В на расстоянии между 200 и 400 м. Из-за того, что в смоделированном электрическом поле разница между максимальными значениями и нулём намного больше, чем разница между минимальными значениями и нулём, для наглядности графики изменения поля с расстоянием разбиты на части, каждая со своим масштабом (рис. 14-15).

Отличия смоделированных полей заключаются в амплитуде максимумов и минимумов и расстоянии от водозабора, на котором поле нормализуется. В таблице 4 для

сравнения приведены значения для каждого из трёх случаев конфигурации скважин при одинаковой электропроводности водоносного горизонта (50 мкСм/см). Значения характерных точек электрического поля при разных электропроводностях водоносного слоя для каждой конфигурации скважин в отдельности приведены в таблицах 5-7.

<b>Конфигурация скважин</b>	<b>Максимум, мВ</b>	<b>Минимум, мВ</b>	<b>Расстояние до нормал. эл-го поля, м</b>
<b>1</b>	5,654	-0,1074	236
<b>2</b>	1,156	-0,6529	360
<b>3</b>	6,319	-0,1666	335

**Таблица 4. Значения характерных величин для разных конфигураций скважин при электропроводности водоносного горизонта 50 мкСм/см.**

<b>Электропроводность водоносного горизонта, мкСм/см</b>	<b>Максимум, мВ</b>	<b>Минимум, мВ</b>	<b>Расстояние до нормал. эл-го поля, м</b>
<b>4,167</b>	124,2	-1,166	243
<b>16,67</b>	26,37	-0,3089	245
<b>33,3</b>	10,85	-0,1636	244
<b>50</b>	5,654	-0,1074	236
<b>66,6</b>	3,903	-0,0883	242
<b>100</b>	2,206	-0,07037	245
<b>150</b>	0,952	-0,04317	360

**Таблица 5. Значения характерных величин в конфигурации скважин 1) - одна водозаборная скважина с металлической обсадкой при разных электропроводностях водоносного горизонта.**

<b>Электропроводность водоносного горизонта, мкСм/см</b>	<b>Максимум, мВ</b>	<b>Минимум, мВ</b>	<b>Расстояние до нормал. эл-го поля, м</b>
<b>4,167</b>	13,55	-8,565	367
<b>16,67</b>	3,39	-2,141	369
<b>33,3</b>	1,695	-1,07	368
<b>50</b>	1,156	-0,6529	360
<b>66,6</b>	0,8477	-0,5351	369
<b>100</b>	0,3796	-0,4497	369
<b>150</b>	0,3768	-0,2377	367

**Таблица 6. Значения характерных величин в конфигурации скважин 2) - одна водозаборная скважина с неметаллической обсадкой при разных электропроводностях водоносного горизонта.**

Электропроводность водоносного горизонта, мкСм/см	Максимум, мВ	Минимум, мВ	Расстояние до нормал. эл-го поля, м
4,167	124,5	-0,8727	337
16,67	27,31	-0,472	320
33,3	11,25	-0,2434	316
50	6,319	-0,1666	335
66,6	4,062	-0,128	353
100	2,072	-0,08893	352
150	0,9986	-0,06249	358

Таблица 7. Значения характерных величин в конфигурации скважин 3) - одна водозаборная и одна наблюдательная скважина с металлической обсадкой при разных электропроводностях водоносного горизонта.

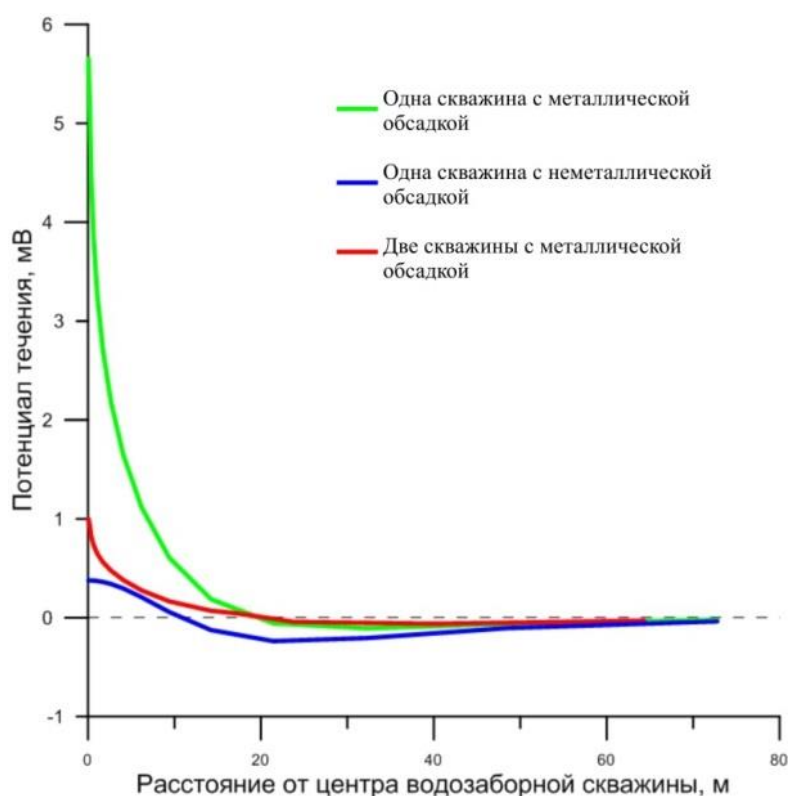
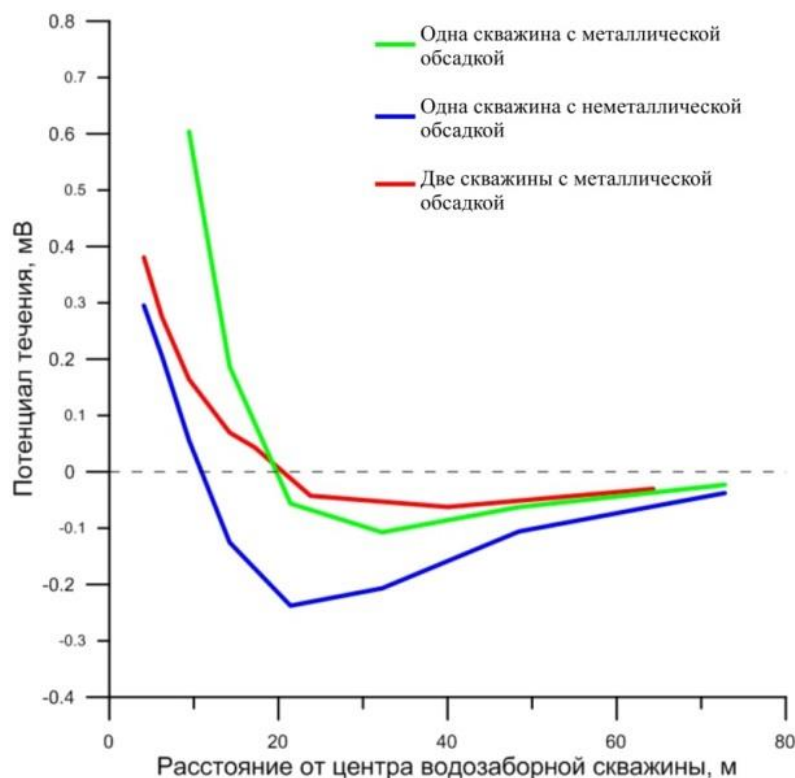


Рис. 14. Участки графиков для каждой конфигурации скважин с максимальными и минимальными значениями потенциала течения при электропроводности водоносного горизонта 50 мкСм/м.

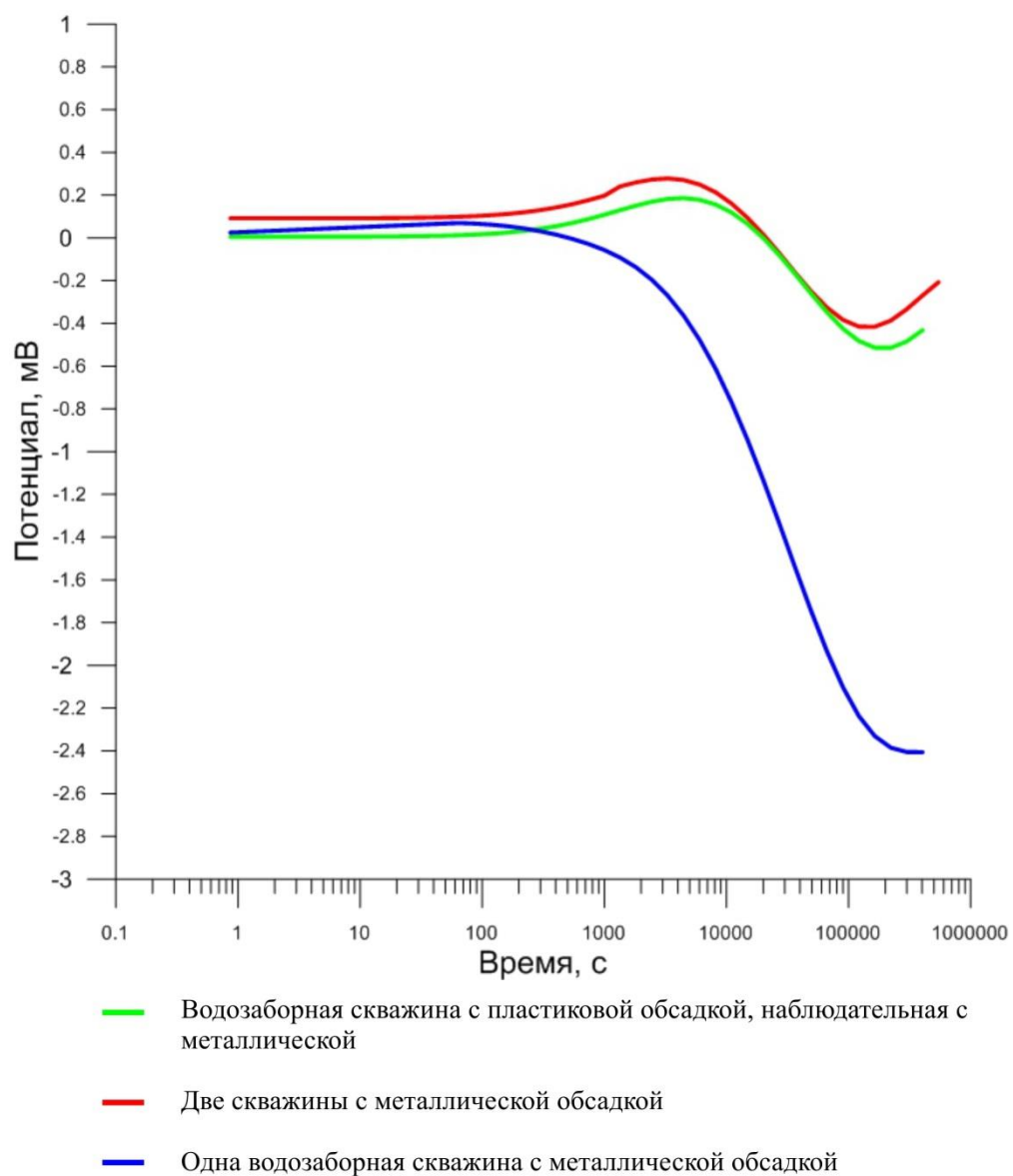
Отдельно стоит выделить моделирование изменения естественного электрического поля во времени. В модели рассматривался случай наблюдения электрического поля на удалении примерно 20 м от водозаборной скважины в течении 4,5 суток от начала откачки. В двух из трёх рассмотренных ситуаций в точке наблюдения также располагалась наблюдательная скважина с металлической обсадкой. В результате получено распределение значения электрического потенциала во времени для разных конфигураций скважин (рис. 16).



**Рис. 15. Участки графиков для каждой конфигурации скважин с минимальными значениями потенциала течения при электропроводности водоносного горизонта 50 мкСм/м.**

На рисунке 16 видно, что при наличии наблюдательной скважины с металлической обсадкой характер поля кардинально отличается от случая отсутствия такой скважины. В реальности любой хороший проводник электрического тока, расположенный вертикально, даст подобный эффект. При этом, на удалении в 20 метров от водозаборной скважины, эффект от её металлической обсадки будет весьма заметен, на что указывает разница между графиками для соответствующих случаев. Также ясно видно, что в случае, когда обе скважины имеют металлическую обсадку, спад в электрическом поле, характеризующий депрессионную воронку, проявляется значительно раньше, чем в других случаях.

Обобщая содержание этой главы можно сказать, что в процессе подготовки данной работы были получены количественные оценки закономерностей поведения естественного электрического поля, связанных как со свойствами пород, слагающих исследуемый водоносный горизонт, так и со свойствами грунтовых вод, течение которых и создаёт это поле.



**Рис. 16. Графики зависимости значений электрического потенциала от времени на удалении в 20 м от водозаборной скважины.**

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В процессе выполнения данной работы автором были поставлены лабораторные эксперименты по определению параметров горных пород, на основе данных естественного электрического поля, и освоена методика математического моделирования распределения потоков грунтовых вод и создаваемого ими электрического поля. В результате были получены новые данные о закономерностях поведения естественного электрического поля при откачке из скважин.

Основными выводами по работе являются:

- Наличие линейной зависимости, между интенсивностью потенциала течения и солёностью поровой влаги, которая уменьшается с повышением электропроводности жидкости;
- Присутствующие в водоносных горизонтах сильные электрические проводники (такие как металлическая обсадка скважин), при общем негативном влиянии на качество съёмки методом ЕП, могут стать новым источником информации о поведении грунтовых вод

Полученные фактические данные дополняют имеющуюся базу знаний о поведении естественного электрического поля, связанного с течением подземных вод. Они позволят давать более точные качественные и количественные оценки свойств горных пород, применяя при этом относительно простые, с технической точки зрения, методы.



## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Богословский В.А. Геофизические методы изучения фильтрации из водохранилищ в условиях распространения рыхлых отложений. – В кн.: Применение геофизических методов при гидрогеологических и инженерно-геологических исследованиях. М., 1970, с. 82-89.

Семёнов А.С. Электроразведка методом естественного электрического поля. Ленинград, изд. «Недра», 1980 г., с. 341-342

Справочник по электрохимии под ред. А.М. Сухотина, Ленинград: «Химия». 1981. - 488 с.

Фридрихсберг Д.А., Курс коллоидной химии. Ленинград, изд. «Химия», 1984 г., с. 178-226

Тархов А.Г. О Геоэлектрическом поле фильтрации // Известия АН СССР, географии и геофизики. 1946. - Т. 10. - №5. - с.463-468.

Bogoslovsky V., Ogilvy A., 1970a. Application of geophysical methods for studying the technical status of earth dams. Geophysical Prospecting Volume 18, Issue Supplement s1, pages 758–773, December

Bogoslovsky, V., Ogilvy A., 1973. Deformations of natural electric fields near drainage structures. Geophys. Prospect., 21, 716– 723,

Bolève, A., Revil, A., Janod, F., Mattiuzzo, J.L., Fry, J.-J., 2009. Preferential fluid flow pathways in embankment dams imaged by self-potential tomography. Near Surf. Geophys. 7, 447–462.

Corwin R. F., Hoover D. B., 1979. The Self-Potential method in geothermal exploration, Geophysics, 44, 226– 245

Darnet M., Marquis G., Sailhac P., 2003. Estimating aquifer hydraulic properties from the inversion of surface Streaming Potential (SP) anomalies. Geophysical research letters, vol. 30, № 13, 1679

Fagerlund, F., Heinson, G., 2003. Detecting subsurface groundwater flow in fractured rock using self-potential (SP) methods. Environmental Geology 43:782–794

Gorelik, A.M., Nesterenko, I.P., 1956. Metod potentsialov elektrofil'tratsii pri opredelenii radiusa depressionnoi voronki v khode otkachki iz skvazhini. (Method of electrofiltration potential in the determination of radius of the depression cone during a pumping test from borehole, in Russian). Izv. Akad. Nauk. SSSR Ser. Geofiz. 11, 1361–1363

Ishido T, Pritchett JW, 1999. Numerical simulation of electrokinetic potentials associated with subsurface fluid flow. Geophys. J. Res 104:15247–15259

Jardani A., Revil A., Barrash W., Crespy A., Rizzo E., Straface S., Cardiff M., Malama B., Miller C., Johnson T., 2009. Reconstruction of the Water Table from Self-Potential Data: A Bayesian Approach. *Ground water*, Vol. 47, No. 2 March–April 2009, p. 213–227

Maineult A., Strobach E., Renner J. Self-potential signals induced by periodic pumping tests. *Journal of geophysical research*, vol. 113, B01203, 2008

Malama B., Revil A., Kuhlman K. L., 2009. A semi-analytical solution for transient streaming potentials associated with confined aquifer pumping tests. *Geophys. J. Int.* 176, 1007–1016

Malama B., Kuhlman K. L., Revil A., 2009. Theory of transient streaming potentials associated with axial-symmetric flow in unconfined aquifers. *Geophys. J. Int.* 179, 990–1003

Revil, A., Naudet, V., Nouzaret, J. Pessel, M., 2003. Principles of electrography applied to self-potential electrokinetic sources and hydrogeological applications. *Water Resources Research*. issn: 0043-1397.

Revil, A., Mahardika, H., 2013. Coupled hydromechanical and electromagnetic disturbances in unsaturated porous materials. *Water Resour. Res.* 49.

Rizzo, E., Suski, B., Revil, A., Straface, S., Troisi, S., 2004. Self-potential signals associated with pumping tests experiments. *Geophys. J. Res.* 109, B10203.

Sill W. R., 1983. "Self-potential modeling from primary flows." *Geophysics*, 48(1), 76-86.  
Ishido, T., Mizutani, H., 1981. Experimental and theoretical basis of electrokinetic phenomena in rock–water systems and its applications to geophysics. *J. Geophys. Res.* 86, 1763–1775.

Soueid Ahmed, A., Jardani, A., Revil, A., Dupont, J.P., 2014. Hydraulic conductivity field characterization from the joint inversion of hydraulic heads and self-potential data. *Water Resour. Res.* 50 (4), 3502–3522.

Straface S., Rizzo E., Gianpaolo V., Chidichimo F. Estimation of hydraulic conductivity in a large scale laboratory model by means of the self-potential method. *International Water Technology Journal*, Vol. 1 - Issue 1, June 2011

Straface S., Chidichimo F., Rizzo E., Riva M., Barrash W., Revil A., Cardiff M., Guadagnini A., 2011. Joint inversion of steady-state hydrologic and self-potential data for 3D hydraulic conductivity distribution at the Boise Hydrogeophysical Research Site. *Journal of Hydrology* 407, 115–128

Suski B., Rizzo E, Revil A. A Sandbox Experiment of Self-Potential Signals Associated with a Pumping Test. *Vadose zone journal*, vol. 3, November 2004

Titov K., Revil A., Konosavsky P., Straface S., Troisi S., 2005. Numerical modelling of selfpotential signals associated with a pumping test experiment. *Geophys. J. Int.* 162, 641–650.

Titov K., Konosavsky P., Narbut M., 2015. Pumping test in a layered aquifer: Numerical analysis of self-potential signals. *Journal of Applied Geophysics*, 123, 188–193

<http://geophys.geol.msu.ru/> - Сайт лаборатории электроразведки кафедры геофизики Геологического ф-та МГУ им. М.ВА.Ломоносова.